

## Avaliação da Interação Rio-Aquífero a Partir de Dados Experimentais e de um Modelo Analítico

Carlos Henrique Ribeiro Lima

Universidade de Columbia

[chr2107@columbia.edu](mailto:chr2107@columbia.edu)

Horst Frischkorn

Universidade Federal do Ceará

[cariri@ufc.br](mailto:cariri@ufc.br)

Julien Burte

Universidade Federal do Ceará / UR IRD GREATISE - Universidade Montpellier 2

[burte@msen.univ-montp2.fr](mailto:burte@msen.univ-montp2.fr)

Recebido: 21/07/05 – revisado: 10/10/06 – aceito: 26/10/06

---

### RESUMO

Um estudo experimental e teórico da interação que ocorre num sistema rio-aquífero foi realizado. A parte experimental consiste da liberação de um pulso de água de um reservatório e medição dos níveis d'água do rio e do aluvião adjacente, de forma a determinar o gradiente hidráulico entre ambos. A parte teórica consiste em analisar a interação rio-aquífero no regime transiente por meio de um programa computacional, doravante denominado STLK1, desenvolvido por DeSimone e Barlow do United States Geological Survey (USGS). Tal programa faz uso da Transformada de Laplace e do conceito de Integral de Convolução na resolução analítica das equações que descrevem o sistema rio-aquífero. O modelo analítico é usado então para estimar propriedades hidráulicas do aquífero, aquítarde e da margem do rio, avaliar as condições hidrológicas no aquífero, estimar o fluxo d'água no sistema rio-aquífero e o volume armazenado no aquífero resultante da onda de cheia. Os resultados de carga hidráulica e fluxo são comparados com resultados obtidos com o programa computacional MODFLOW. A análise realizada mostrou a aplicabilidade do programa STLK1, além de levar a um melhor conhecimento da dinâmica da interação rio-aquífero no Semi-Árido brasileiro.

**Palavras-chave:** interação rio-aquífero; modelo analítico; gradiente hidráulico.

---

### INTRODUÇÃO

A água de rios, em muitos casos, entra em contato com o escoamento subterrâneo nos aquíferos. Quando ocorre este contato, diz-se que rio e aquífero estão conectados hidráulicamente.

Um dos principais objetivos no estudo da interação rio-aquífero é quantificar as trocas de água entre os canais de água superficial e o aquífero subterrâneo. Alguns aspectos importantes dessa interação podem ser citados:

- I. Em regiões semi-áridas, como o Nordeste Brasileiro, o controle da vazão de muitos rios é efetuado por reservatórios superficiais. Um problema que surge é a determinação da vazão de água a ser

liberada, de tal modo que a vazão num determinado ponto a jusante do reservatório seja igual à esperada. Insere-se neste contexto a interação rio-aquífero, responsável em grande parte pela perda (ou ganho) em trânsito da vazão do rio.

- II. Quando o nível da água do rio aumenta rapidamente, como no caso de cheias, parte da água é armazenada nas suas margens. A quantificação desse fenômeno é de extrema importância, pois tal armazenamento atenua o impacto da cheia do rio nos ambientes próximos.
- III. Em regiões áridas e semi-áridas, as águas subterrâneas, quando de boa qualidade, são utilizadas para o consumo humano e na agricultura. A recarga dos reservatórios subterrâneos é em alguns casos realizada

por rios perenizados, sendo necessário quantificar o fluxo dos rios para os aqüíferos.

- IV. Um dos grandes problemas ambientais nos países desenvolvidos e que começa aparecer no Nordeste brasileiro, em virtude principalmente da agricultura irrigada, é a contaminação de águas subterrâneas devido a percolação da água de rios poluídos para os aqüíferos adjacentes.

O trabalho aqui apresentado é um estudo teórico e experimental da interação rio-aqüífero, com realização de um experimento de campo. Tal experimento consiste na liberação de um pulso de vazão a partir de um reservatório conectado a um rio intermitente. São medidos simultaneamente os níveis da água num determinado ponto do rio e o nível da água em dois piezômetros e um poço localizados próximos deste ponto. Um programa computacional (STLK1) que modela analiticamente a interação rio-aqüífero é aplicado aos resultados obtidos como ferramenta de análise. Dessa forma, é possível quantificar o fluxo de água entre rio e aluvião e o volume armazenado no aqüífero após a passagem do pulso de cheia, além da estimativa de parâmetros hidrogeológicos do aluvião.

## CONTEXTO E ESTUDOS ANTERIORES

Desde a década de 1960, um grande número de trabalhos vem sendo desenvolvido para melhor compreender a interação que ocorre entre sistemas superficiais e subterrâneos de água. Alguns trabalhos buscaram, prioritariamente, o entendimento do processo físico de interação entre rios e aqüíferos, desenvolvendo soluções analíticas para as equações governantes do problema. Outros trabalhos, devido, em grande parte, à complexidade dos fenômenos inerentes a sistemas rio-aqüífero, procuraram a quantificação e a análise da interação entre águas superficiais e subterrâneas em sistemas rio-aqüífero específicos.

Diversas soluções analíticas podem ser encontradas na literatura para descrever a interação de aqüíferos confinados, semiconfinados e livres com rios adjacentes. Em aqüíferos confinados, a maioria das soluções foi desenvolvida para variações instantâneas unitárias de pulsos do tipo linear ou senoidal no nível do rio, onde se destacam os trabalhos de Rowe (1960), Moench e Kisiel (1970) e Hall e Moench (1972). Para aqüíferos semicon-

finados interagindo com rios, poucas soluções analíticas estão disponíveis. Isso se deve às complicações que envolvem a análise do aqüitarde sobreposto ao aqüífero. Dentre os poucos trabalhos existentes, pode-se citar os realizados por Zhang (1992) e Barlow e Moench (1998). As soluções analíticas utilizadas para aqüíferos confinados foram também diversas vezes aplicadas a condições de não-confinamento, ou seja, aqüíferos livres, pela substituição do coeficiente de armazenamento pela porosidade efetiva. Outros trabalhos (por exemplo, Workman, Serrano e Liberty, 1997) consideram a espessura saturada do aqüífero livre como sendo função da altura da superfície livre, sendo o escoamento subterrâneo descrito pela equação de Boussinesq. Numa outra abordagem, o escoamento subterrâneo no aqüífero livre é considerado bidimensional no plano x-z, tendo destaque os trabalhos de Neuman (1981) e Barlow e Moench (1998).

Outros pesquisadores, como Jordan (1977), Lane (1983) e Walters (1990), analisaram sistemas rio-aqüífero específicos a partir da quantificação da diminuição da vazão dos rios ao longo do seu curso. No Semi-Árido brasileiro, os trabalhos de Araújo e Ribeiro (1996), Rêgo (2001), Araújo (2002) e Lima (2004) apresentam-se como pioneiros nessa linha de pesquisa. Diversas outras modelagens de aqüíferos e sistemas rio-aqüífero podem ser vistas em Illangasekare e Morel-Seytoux (1982), Gomes (1990) e Xi Chen e Xunhong Chen (2003).

Este trabalho é motivado pela ausência de aplicações da metodologia de Barlow e Moench (1998) na análise da interação rio-aqüífero em regiões semi-áridas.

## EQUAÇÕES GOVERNANTES E SOLUÇÕES ANALÍTICAS PARA O SISTEMA RIO-AQUÍFERO EM REGIME TRANSIENTE

### A estrutura do modelo para o sistema rio-aqüífero

O modelo aqui apresentado faz uso da transformada de Laplace e do método da integral de convolução no cálculo da resposta de um aqüífero semiconfinado às flutuações arbitrárias no nível de um rio adjacente. A descrição completa do modelo, além das soluções para aqüíferos livres e confinados, encontra-se em Barlow e Moench (1998) e DeSimone e Barlow (1998). Na obtenção das soluções analíticas, as seguintes suposições foram feitas:

- I. o aquífero é homogêneo e com espessura uniforme;
- II. a camada inferior do aquífero é horizontal e impermeável;
- III. as propriedades hidráulicas do aquífero e do aquítarde são invariantes no tempo;
- IV. o meio poroso e o fluido são ligeiramente compressíveis;
- V. os poços e piezômetros de observação são infinitesimais no diâmetro e respondem instantaneamente às mudanças de pressão no aquífero;
- VI. caso a margem do rio contenha algum material semipermeável, o mesmo é considerado homogêneo, isotrópico, e com capacidade desprezível de armazenar água;
- VII. o rio forma uma fronteira vertical com o aquífero, e é completamente penetrante no mesmo;

Quando existem formações semipermeáveis na margem do rio que dificultam o fluxo entre o mesmo e o lençol adjacente, torna-se necessário incluir a condutividade hidráulica  $K_s$  e a largura  $d$  desse material na solução analítica. Essas propriedades são consideradas no termo  $a$  (equação 9), definido como termo de fuga pelas margens (*streambank leakage*). Esse termo pode também ser utilizado para contabilizar, aproximadamente, a parte do escoamento que escoar na interface rio-aquífero devido ao fato do rio não penetrar completamente a espessura saturada do aquífero. Hantush (1965) descreve o termo como a largura efetiva do aquífero requerida para causar a mesma perda de carga entre o aquífero e o canal do rio.

As soluções analíticas desenvolvidas para a equação governante são obtidas pelo uso da transformada de Laplace. Este método envolve a eliminação da variável tempo  $t$  por uma transformação integral do problema original de valor de contorno. O resultado é um problema de valor de contorno no domínio de Laplace (variável  $p$ ), que é resolvido nesse domínio, e a solução resultante é então invertida numericamente (transformada inversa de Laplace), voltando ao domínio do tempo (Barlow e Moench, 1998).

As soluções aqui apresentadas são para a condição de variação instantânea do nível do rio relativo ao nível de água do aquífero adjacente. Tais soluções são referidas, matematicamente, como respostas de grau unitárias do aquífero. Essas respostas são funções adimensionais da altura da água subterrânea, e descrevem a razão entre a

mudança na altura da água no aquífero numa dada localização  $(x,z)$  e num dado tempo  $(t)$  e a variação instantânea no nível da água do rio:

$$h_D(x,z,t) = \frac{h_i - h(x,z,t)}{c} \quad (1)$$

onde  $h_D(x,z,t)$  é a solução adimensional da resposta de grau unitária,  $c$  é a mudança instantânea no nível de água do rio ( $h_i - h_0$ ),  $h_i$  é o nível inicial de água no sistema rio-aquífero e  $h_0$  é o nível de água do rio após a mudança instantânea.

### Solução analítica para aquífero semiconfinado

A Figura 1 apresenta seções transversais esquemáticas de aquíferos semiconfinados idealizados. O comprimento na direção  $x$  é semi-infinito. As soluções obtidas são válidas para todos esses casos, incluindo aquíferos finitos de comprimento  $x = x_L$ .

A partir da equação de Darcy para escoamento subterrâneo, da equação da conservação da massa e de algumas considerações físicas (Lima, 2004), pode-se mostrar que a equação diferencial parcial governante do escoamento subterrâneo, unidimensional, horizontal para aquíferos semiconfinados é dada por:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t} + q', \quad (2)$$

onde

$$q' = -\frac{K'}{K_x b} \left( \frac{\partial h'}{\partial z} \right)_{z=b}, \quad (3)$$

sendo  $K_x$  a condutividade hidráulica horizontal do aquífero,  $x$  a coordenada cartesiana horizontal,  $t$  o tempo,  $h$  a carga hidráulica,  $S_s$  o armazenamento específico do aquífero,  $q'$  a vazão escoada para dentro ou para fora do aquífero,  $K'$  a condutividade hidráulica vertical do aquítarde,  $h'$  a carga hidráulica do aquítarde e  $b$  a espessura saturada do aquífero.

A condição inicial para todos os casos é:

$$h(x,0) = h_i. \quad (4)$$

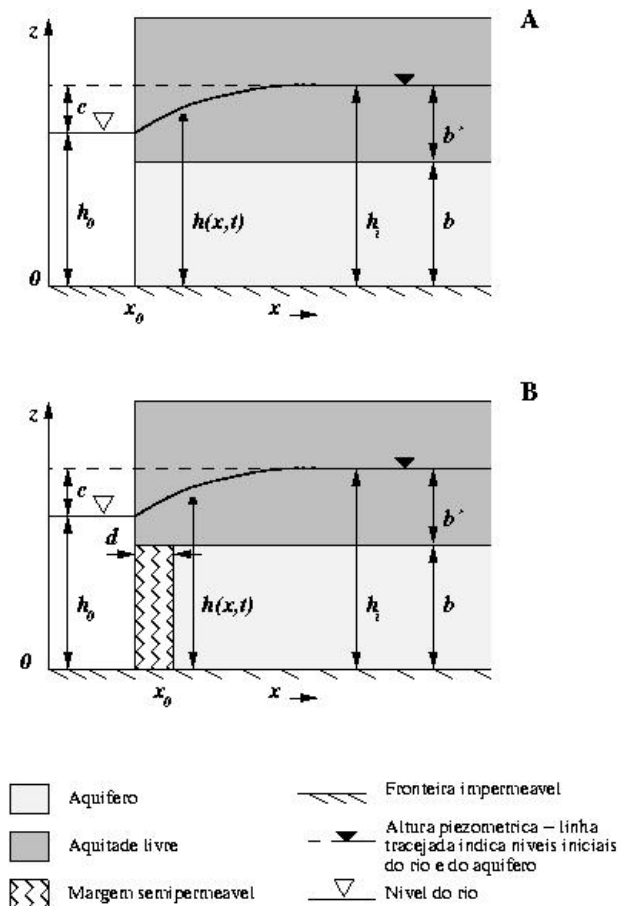


Figura 1 - Desenho esquemático de um aquífero semiconfinado, semi-infinito, com aquítarde sobreposto por um leito fonte: (A) sem camada semipermeável na margem do rio e (B) com camada semipermeável.

As condições de contorno podem ser várias, dependendo do tipo de aquífero e das condições a serem modeladas. Para aquífero semi-infinito, a condição de contorno quando  $x$  tende ao infinito é:

$$h(\infty, t) = h_i, \quad (5)$$

enquanto para aquífero finito usa-se a seguinte condição de contorno para  $x = x_L$ :

$$\frac{\partial h}{\partial x}(x_L, t) = 0. \quad (6)$$

As condições de contorno na interface rio-aquífero dependem da presença ou não de material semipermeável nas margens do rio. Quando não está presente, tem-se para  $x = x_0$ :

$$h(x_0, t) = h_0. \quad (7)$$

Na condição de presença de material semipermeável, é usada no ponto  $x = x_0$  a condição de contorno de fluxo dependente da altura:

$$\frac{\partial h(x_0, t)}{\partial x} = -\frac{1}{a}[h_0 - h(x_0, t)], \quad (8)$$

onde  $[h_0 - h(x_0, t)]$  é a variação da altura transversalmente a margem semipermeável e  $a$  é definido como:

$$a = \frac{K_x d}{K_s}, \quad (9)$$

sendo  $d$  a espessura da camada semipermeável e  $K_s$  sua condutividade hidráulica.

Em se tratando de aquíferos semiconfinados, onde ocorre a presença de um aquítarde livre, algumas suposições devem ser adicionadas às feitas anteriormente:

- I. o escoamento é horizontal no aquífero e estritamente vertical no aquítarde;
- II. o aquítarde é homogêneo, isotrópico e de espessura uniforme;
- III. a variação na espessura saturada do aquítarde devido às flutuações é pequena quando comparada à espessura saturada inicial.

Uma equação adicional deve ainda ser resolvida e acoplada à equação (2) para se levar em conta o efeito do aquítarde:

$$\frac{\partial^2 h'}{\partial z^2} = \frac{S'_s}{K'} \cdot \frac{\partial h'}{\partial t}, \quad (10)$$

onde  $S'_s$  é o armazenamento específico do aquítarde.

A condição inicial e as condições de contorno para aquítarde com material sobreposto não-saturado são:

$$h'(z, 0) = h_i, \quad (11)$$

$$h'(b, t) = h, \quad (12)$$

$$\frac{\partial h'}{\partial z}(b+b',t) = -\frac{S_y'}{K'} \cdot \frac{\partial h'}{\partial t}(b+b',t) \quad (13)$$

onde  $S_y'$  é a porosidade efetiva (ou vazão específica) do aquítarde.

As equações (2) a (13) são adimensionalizadas pela substituição por variáveis adimensionais apresentadas em Barlow e Moench (1998). Em seguida, é aplicada a transformação de Laplace na solução do problema de valor de contorno, sendo a solução no domínio de Laplace, indicada pela barra superior, representada para todos os tipos de aquíferos semiconfinados por:

$$\bar{h}_D = \frac{W \exp[-\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_D - 1)]}{p\{1 + \sqrt{p + \bar{q}_D} A \tanh[\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_{LD} - 1)]\}}, \quad (14)$$

onde  $\bar{h}_D$  é a função resposta unitária adimensional da transformada de Laplace no ponto  $x_D$  do aquífero,  $p$  é a variável no domínio de Laplace,  $W$  é um parâmetro função da largura do aquífero perpendicular ao rio,  $A$  é um parâmetro função do termo de escape  $a$ , e  $\bar{q}_D$  é um termo de fonte ou sumidouro.

A equação (14) pode agora ser invertida numericamente do domínio de Laplace para o domínio do tempo, obtendo-se a solução do problema.

A solução da transformada de Laplace para o fluxo de água entre o rio e o aquífero pode ser determinada encontrando-se o gradiente da solução na fronteira rio-aquífero (isto é, em  $x_D = 1$ ). O gradiente é obtido pela diferenciação da equação (14) com relação a  $x_D$ , no ponto  $x_D = 1$ :

$$\bar{Q}_D = -\left. \frac{d\bar{h}_D}{dx_D} \right|_{x_D=1}, \quad (15)$$

sendo  $\bar{Q}_D$  o fluxo adimensional no domínio de Laplace.

#### As relações de convolução

A resposta total do sistema de águas subterrâneas para uma série individual temporal de mudanças de grau (*step changes*) no nível da água do rio ou do aquífero pode ser determinada pelo somatório (ou superposição) das soluções de respostas unitárias para as mudanças individuais.

Matematicamente, as respostas individuais são somadas pelo uso da integral de convolução, que relaciona a série temporal de mudanças (entrada do sistema) com a série temporal da variação do nível de água subterrâneo (resposta da saída do sistema):

$$h(x,z,t) = h_i + \int_0^t F'(\tau) h_D(x,z,t-\tau) d\tau \quad (16)$$

onde  $h_i$  é o nível inicial da água no sistema rio-aquífero,  $F'(\tau)$  é a variação do nível do rio,  $h_D$  é a solução adimensional da resposta do aquífero e  $\tau$  é a variável tempo de integração (atraso).

A convolução pode também ser usada para calcular a vazão relativa  $Q$  entre o rio e o aquífero. Hall e Moench (1972) mostraram que o fluxo de água na fronteira rio-aquífero ( $x = x_0$ ) pode ser determinado a partir da aplicação da lei de Darcy na equação 16:

$$Q(t) = \frac{K_x b}{x_0} \int_0^t F'(\tau) \frac{\partial h_D(x_0,z,t-\tau)}{\partial x_D} d\tau \quad (17)$$

onde  $Q(t)$  é o fluxo por unidade de comprimento do rio de (ou para) um de seus lados,  $x_D$  é a distância adimensional  $x/x_0$  e  $x_0$  é a distância do centro do rio até a fronteira rio-aquífero.

O armazenamento na margem ocorre quando, em resposta a uma elevação do nível do rio, a água flui do mesmo para o aquífero. Esse armazenamento na margem,  $V(t)$ , é definido como o volume acumulado de água por unidade de comprimento do rio, que penetra no aquífero unilateralmente, no tempo  $t$ :

$$V(t) = -\int_0^t Q(t) dt \quad (18)$$

O sinal negativo é introduzido pois o armazenamento na margem é uma quantidade positiva, enquanto o fluxo do rio para o aquífero é negativo.

#### CARACTERIZAÇÃO DO LOCAL DE APLICAÇÃO

No Vale do Forquilha, localizado no Município de Quixeramobim, região central do

Estado do Ceará, vem sendo desenvolvido, desde 1998, um programa pela Prefeitura Municipal intitulado " Projeto Pingo d'Água ", que tem como objetivos principais a exploração dos aluviões por meio de poços tubulares manuais, permitindo tanto o abastecimento de água das comunidades como a irrigação de pequenas áreas de fruticultura e horticultura.

A disponibilidade de poços de observação próximos ao leito do rio e de informações hidrogeológicas da região (Burte e Schrader 1998,1999; Burte 2002) permitiu a realização dos experimentos nesta região.

### A Bacia Hidrográfica do Rio Forquilha

A área total da Bacia Hidrográfica é de cerca de  $211 \text{ km}^2$ . O Rio Forquilha é o rio principal da bacia. Sua extensão é de cerca de 23 km, possuindo pequenos afluentes ao longo do seu percurso. É um rio intermitente, sendo uma importante característica a irregularidade na superfície de seu leito, com presença de vários barramentos que, juntamente com a presença da conectividade hidráulica com os aquíferos aluviais, possibilitam a formação de água empocada em trechos relativamente compridos (~50 m) ao longo de seu leito.

A geologia da Bacia do Forquilha é caracterizada pelo embasamento rochoso pertencente ao complexo cristalino gnáissico. Nos vales, as rochas cristalinas podem ser cobertas por depósitos aluvionares com espessuras variáveis, podendo atingir valores da ordem de 10 m. O estudo de reconhecimento geológico realizado nos aluviões do rio constatou a heterogeneidade da formação. Encontra-se geralmente uma camada superficial bastante argilosa, com aproximadamente 3 m de espessura. Abaixo ocorre uma camada de areia média a grossa, pedregulhosa, onde se encontra armazenada uma quantidade razoável de água. Testes de bombeamento (Burte e Schrader, 1999) em poços localizados ao longo do Rio Forquilha mostraram condutividades hidráulicas variando de  $2,6 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$  até  $8,8 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ .

### METODOLOGIA EXPERIMENTAL

Devido a baixíssima vazão do Rio Forquilha na época da realização do presente experimento, foi

liberada, durante 8 horas, uma vazão de cerca de  $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$  da tomada de água do Açude Riacho Verde, responsável pela perenização do referido Rio.

Para efetuar as medições do gradiente hidráulico entre rio e aquífero, foram utilizados um poço de medição e dois piezômetros (Fig. 2) localizados a cerca de 2 km da tomada d'água do Açude Riacho Verde. Tais medições avaliaram também a influência da camada semi-argilosa no nível de água no aquífero e a sua distribuição espacial.

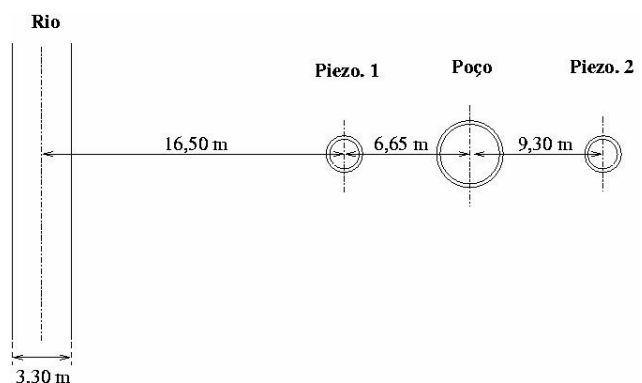


Figura 2 - Esboço do local de medição.

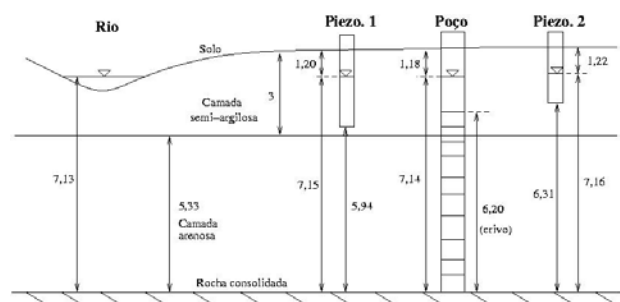


Figura 3 - Corte transversal esquemático do local das medições, com valores em metros e nível piezométrico nas condições iniciais (valor da profundidade que define a zona de transição entre a camada semi-argilosa e a camada arenosa é aproximado).

O poço e os dois piezômetros foram construídos segundo a metodologia apresentada por Burte e Schrader (1999). O poço de medição é feito com cano plástico de 150 mm de diâmetro, crivado, revestido por uma tela plástica convenientemente escolhida com relação à granulometria dos aluviões e instalado até a rocha (Fig. 3). Os dois piezômetros foram construídos de cano plástico de 50 mm de

diâmetro, crivados, mas instalados na camada semi-argilosa.

No rio foram colocadas duas réguas para medição do nível de água. As medições foram realizadas com trena de precisão 1 mm e intervalos iniciais de 10 minutos, que em seguida passaram a ser de uma hora. Após 24 horas de experimento, esses intervalos passaram a ser maiores devido à velocidade mais lenta de rebaixamento dos níveis de água.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Nível de água do rio, poço e piezômetros

A Figura 4 apresenta a variação temporal do nível da água acima da rocha consolidada para o rio, o poço e os dois piezômetros durante as primeiras 24 horas. Observa-se que o nível da água do rio atinge seu valor máximo em cerca de cinco horas, iniciando a partir daí uma descida mais suave do que a ascensão. Em seguida, a resposta mais rápida na ascensão é observada no nível da água no poço. Essa resposta rápida, no caso de se tratar de aquífero livre, deveria ser verificada no piezômetro 1, pois o mesmo está localizado mais próximo da margem do rio. Entretanto, a reação do piezômetro 1 é mais lenta que a do poço. Essa aparente contradição indica claramente que o aquífero está sobre condições de semiconfinamento. O nível do poço começa a diminuir após cerca de nove horas. Nas cinco primeiras horas, o nível da água nos piezômetros praticamente não se eleva, mas oscila bastante. A partir das cinco horas, o nível de ambos começa a se elevar, porém não é possível, no período de 24 horas, observar curva de recessão, mas apenas uma leve diminuição no gradiente da curva de ascensão.

Os resultados obtidos nas primeiras 24 horas são úteis na modelagem e simulação numérica da interação rio-aquífero, pois confirmaram a presença de uma camada semiconfinante, já prevista na seção anterior. Além disso, os resultados evidenciaram que o fluxo entre rio e aquífero acontece inicialmente e na maior parte pelo leito do rio, caracterizando um escoamento na direção vertical. A partir de certa distância, como indica Hantush (1965), o fluxo passa a ser na direção horizontal. É forte também a evidência que o aumento no nível da água dos piezômetros se deve ao fluxo de água da camada arenosa inferior para a camada semi-argilosa superior. Isso explica em parte as oscilações no nível nas primeiras cinco horas, pois nesse período havia

um baixo gradiente hidráulico entre as duas camadas.

A variação temporal dos níveis de água para o período completo de simulação (410 horas) é apresentada na Figura 5. Comparando as curvas de recessão dos níveis do rio e do poço, observa-se uma declividade maior do nível do rio. As curvas se cruzam então no tempo médio de 180 horas, ou seja, após 175 e 171 horas, respectivamente, do nível do rio e do poço atingirem seus valores de pico. A partir do cruzamento das duas curvas, o fluxo de água, que era do rio para o aquífero, inverte-se e passa a ser do aquífero para o rio devido à inversão do gradiente hidráulico. A variação temporal do nível do piezômetro 1 mostra um valor de pico no tempo aproximado de 27 horas, cerca de 22 horas após o tempo de pico do nível do rio. Após cerca de 95 horas, o nível do piezômetro 1 fica abaixo do nível no poço, e a partir de 330 horas fica acima do nível do rio. Com relação à curva ajustada aos dados experimentais do piezômetro 2, verifica-se um pico de nível em 50 horas. Ao final do tempo de medição (410 horas) o nível está igualado ao nível do rio. É possível também observar que as declividades das curvas do piezômetro 1 e do piezômetro 2 apresentam valores próximos.

A análise da variação do nível da água no rio, no poço e nos piezômetros, apresentada acima, mostra que o fluxo de água entre o rio e a camada arenosa do aquífero e entre esta camada e a camada semi-argilosa altera algumas vezes a direção e a intensidade ao longo do experimento. Inicialmente, nas primeiras 180 horas, o fluxo se dá do rio para a camada arenosa e, após este tempo, ele se inverte. Próximo ao poço, é possível ver que o fluxo está sempre na direção da camada arenosa para a camada semi-argilosa. Entretanto, a intensidade do fluxo varia temporalmente em virtude do gradiente hidráulico.

### Simulações numéricas

O aquífero foi simulado como sendo finito, semiconfinado, sobreposto por um aquífero livre. Esse modelo conceitual foi baseado em sondagens de campo e no próprio comportamento do poço e dos piezômetros observados neste experimento. Na fase de calibração, foram utilizados os dados de carga hidráulica obtidos para o poço. Não foram usados estes dados para os dois piezômetros, visto os mesmos estarem perfurados na camada semi-argilosa, que, supõe-se, não apresentar escoamento na direção horizontal, o que inviabiliza o uso do programa STLK1.

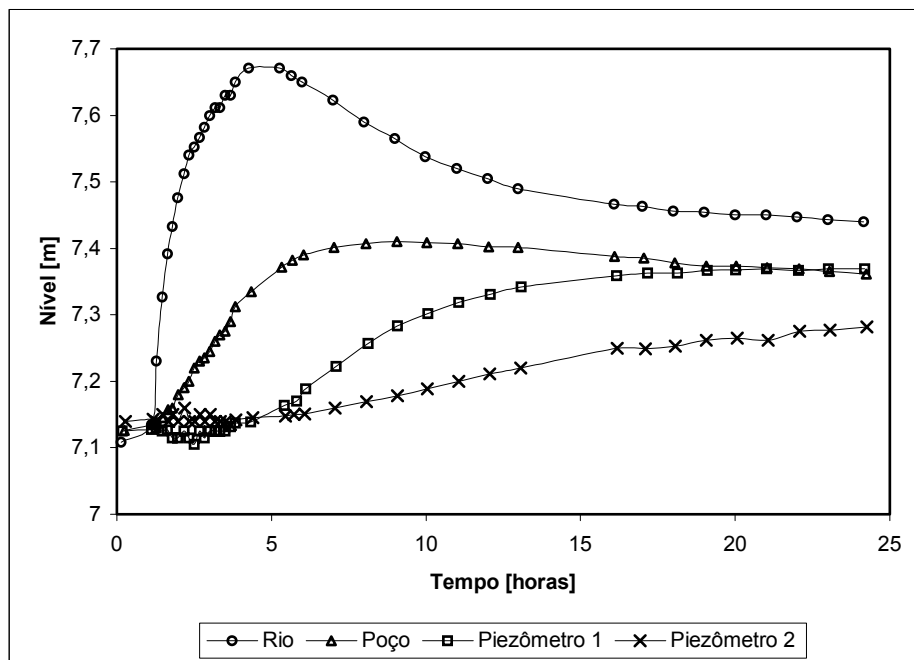


Figura 4 - Nível da água acima da rocha consolidada no intervalo inicial de 24 horas.

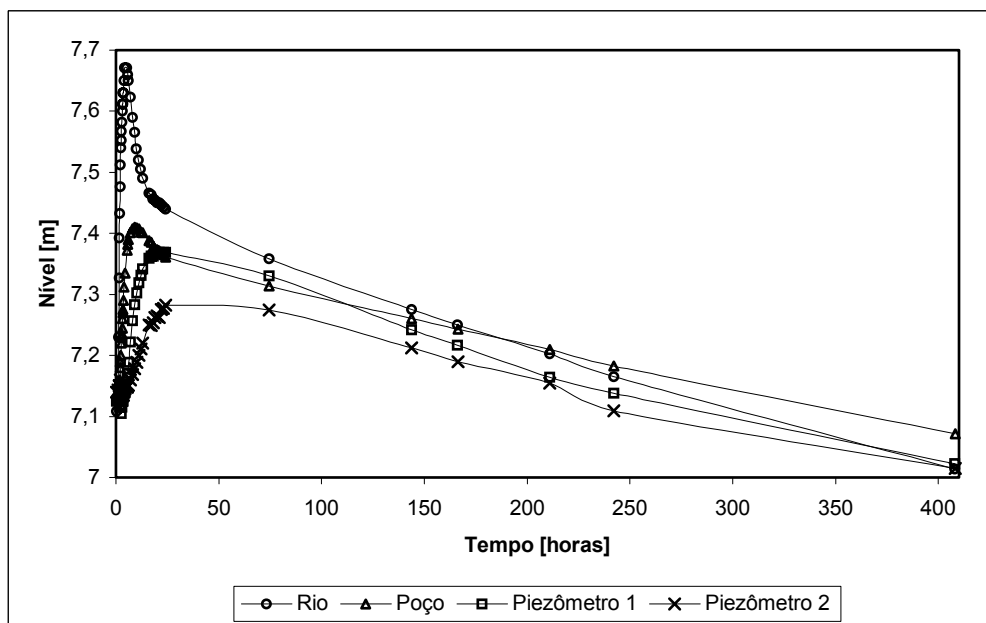


Figura 5 - Nível da água acima da rocha consolidada durante o período de 410 horas.

Os parâmetros hidrogeológicos e físicos utilizados e obtidos para o aqüífero a partir das simulações numéricas de ajustamento da curva de

carga hidráulica aos dados experimentais são apresentados na Tabela 1. O valor de condutividade hidráulica do aqüífero ( $K_x = 9 \text{ m/h} = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ) é



bem próximo dos valores obtidos em testes de bombeamento. Na fase de calibração, esse parâmetro foi considerado fixo. Foram estabelecidos intervalos de variação para o armazenamento específico do aquífero ( $S_s$ ) e do aquítarde ( $S'_s$ ), e para a porosidade efetiva ( $S'_v$ ) e condutividade hidráulica vertical ( $K'_z$ ) do aquítarde (Mendonça, 2003). Variou-se também o valor do parâmetro  $a$  para obter o melhor ajuste das curvas. Utilizou-se um passo constante de 0,5h com o objetivo de diminuir o tempo de processamento sem comprometer a performance do modelo.

**Tabela 1 - Parâmetros hidrogeológicos utilizados para o aquífero nas simulações numéricas.**

Propriedades do aquífero	
Tipo	Semiconfinado
$K_x$ [m/h]	9,00
$K_z$ [m/h]	-----
$b$ [m]	5,33
$S_s$ [1/m]	$3,0 \cdot 10^{-4}$
$S_v$ [adimensional]	-----
$X_L$ [m]	125
Propriedades do aquítarde	
Tipo	Livre
$K'_z$ [m/h]	$3,80 \cdot 10^{-4}$
$b'$ [m]	1,80
$S'_s$ [1/m]	$1,0 \cdot 10^{-3}$
$S'_v$ [adimensional]	$7,0 \cdot 10^{-2}$
Propriedades do rio e da camada impermeável	
$X_0$ [m]	1,65
$a$ [m]	950

A Figura 6 apresenta, em função do tempo ( $t=24h$ ), o nível no aquífero calculado pelo programa computacional STLK1 com uso dos dados apresentados na Tabela 1. Os resultados são comparados com os níveis da água no poço obtidos experimentalmente e com a simulação numérica pelo programa MODFLOW (McDonald e Harbaugh, 1988). Observa-se, na curva ascendente do poço, um bom ajuste dos dados calculados pelo STLK1 aos dados observados e, no pico, uma leve superestimação. A curva descendente dos dados experimentais é subestimada pelos resultados calculados. Entretanto, as diferenças encontradas não são significativas, apresentando então o modelo utilizado uma boa previsão do comportamento do nível da água no poço de observação.

Analizando os resultados da Figura 6 obtidos pelo programa computacional MODFLOW, que utilizou nas simulações as mesmas características físicas e os mesmos parâmetros hidrogeológicos do aquífero e do rio adotados no programa STLK1, é possível observar um bom ajuste à curva ascendente, porém, ocorrem oscilações em torno da curva observada.

Na Figura 7 é mostrado o gráfico dos níveis observados do rio, do poço e o calculado para o período de 410 horas. Nota-se um bom ajuste dos dados calculados pelo programa STLK1 aos dados observados até o tempo de 150 horas. A partir desse tempo o nível do poço passa a ser maior que o nível do rio, e a resposta do sistema obtida pela simulação numérica superestima a resposta observada com um erro máximo da ordem de 1 cm. A partir do tempo médio de 50 horas, o programa MODFLOW subestima os valores, atingindo um erro máximo de 3,4 cm. Os valores são superestimados a partir do tempo de 300 horas.

Um importante fator na análise da interação rio-aquífero é o fluxo que ocorre entre as duas partes do sistema, assim como o volume armazenado no próprio aquífero. É possível realizar esse cálculo com as equações já mencionadas nas seções anteriores. O fluxo rio-aquífero em  $m^3/h$  para um comprimento de rio de 250 m, nas primeiras 24 horas, é apresentado na Figura 8a. Um valor negativo indica um fluxo de água do rio para o aquífero, enquanto um fluxo positivo está na direção do aquífero para o rio. Dessa forma, observa-se que durante todo o período de 24 horas o fluxo calculado pelo programa STLK1 ocorreu do rio para o lençol, o que fica evidente quando se observa o gradiente hidráulico entre ambos, obtido da figura 6. Nesse intervalo de tempo, o nível de água do rio é sempre superior ao nível do poço. Ademais, nota-se que o fluxo máximo ocorre no tempo de 4 horas, ou seja, uma hora antes do nível do rio atingir seu valor máximo. A partir de cerca de 15 horas a declividade da curva diminui significativamente, o que corresponde às alterações nas declividades das curvas que mostram a variação dos níveis d'água do rio e do poço. Comparando com os resultados obtidos pelo MODFLOW, observam-se para as primeiras cinco horas valores bastante próximos dos obtidos pelo programa STLK1, ocorrendo apenas uma pequena discrepância no tempo e no valor de pico. A partir de então, a diferença no fluxo permanece constante em torno de  $1 m^3/h$  por 250 m de rio, sendo os valores do MODFLOW menores.

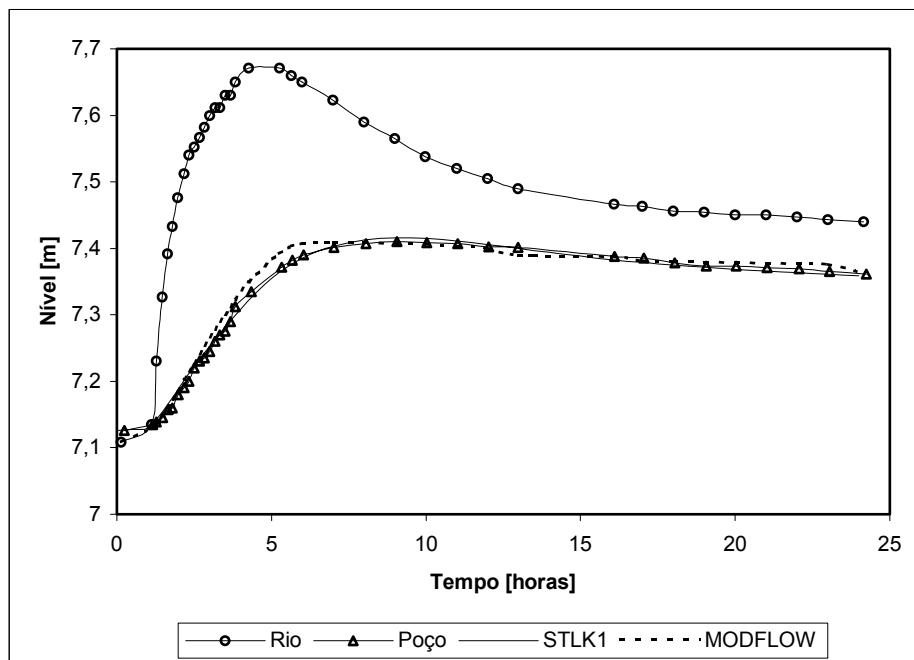


Figura 6 - Nível no aquífero calculado no intervalo inicial de 24 horas.

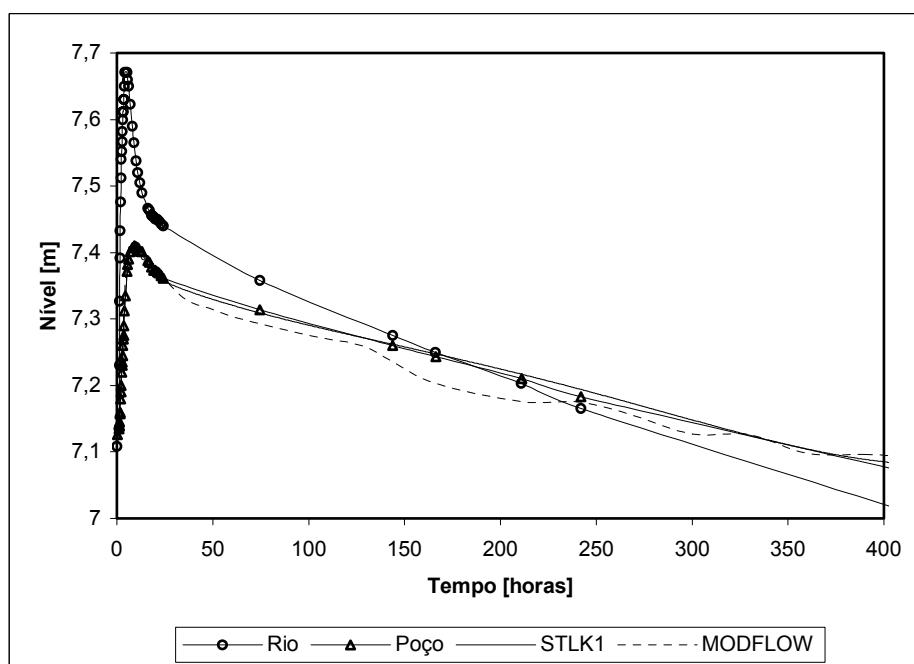


Figura 7 - Nível no aquífero calculado para o período de 410 horas.

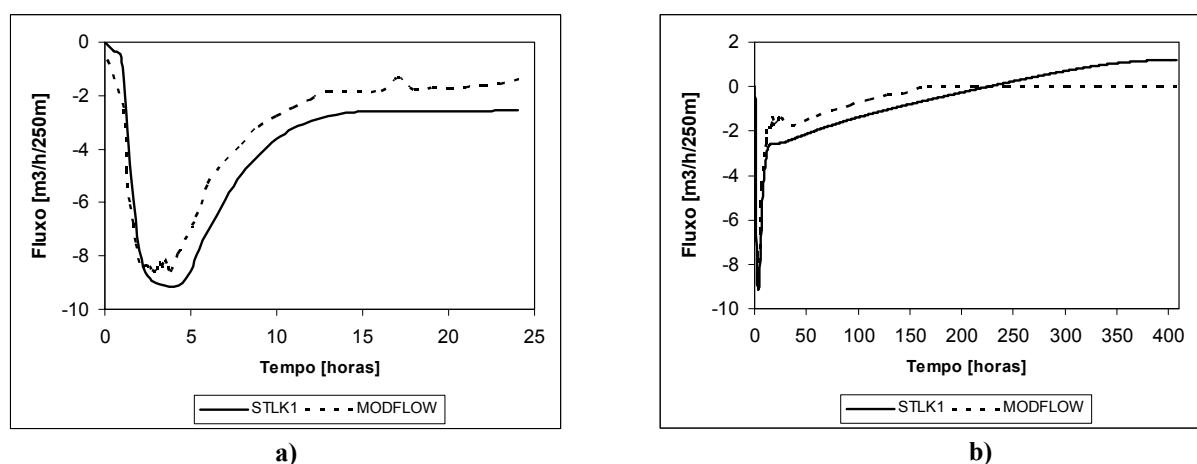


Figura 8 - Fluxo rio-aquífero: a) período inicial de 24 horas e b) período de 410 horas.

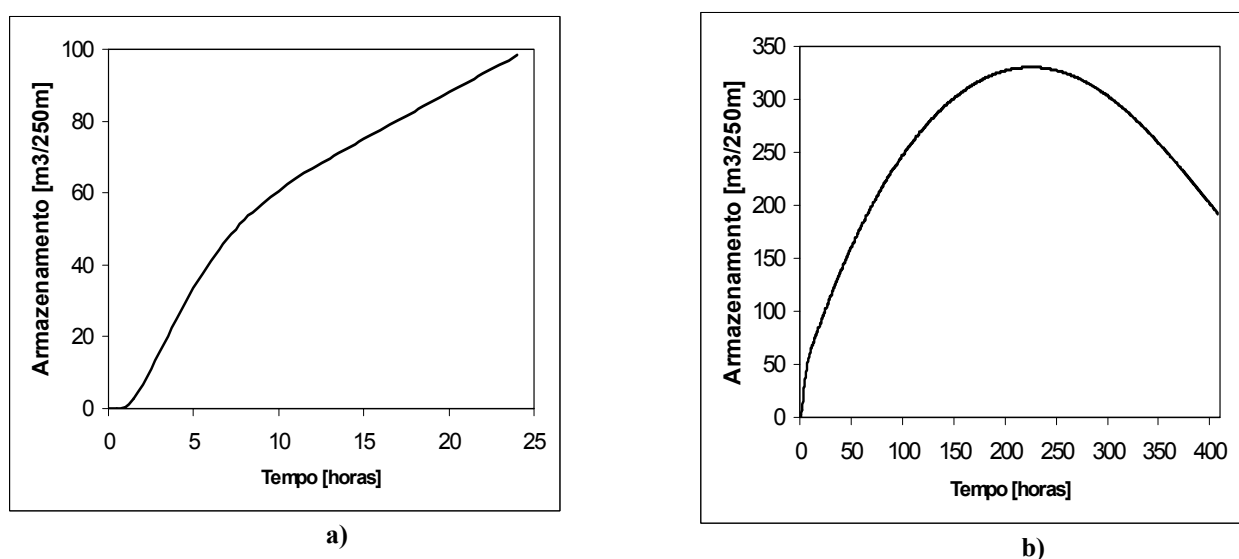


Figura 9 - Volume de água armazenado no aquífero (por 250m de comprimento de rio) : a) até 24 horas e b) 410 horas.

Na Figura 8b é mostrado o fluxo para o período de 410 horas. Observa-se nos valores obtidos pelo STLK1 que a partir das 15 horas o fluxo descreve uma trajetória quase parabólica, cruzando o valor zero no tempo igual a 226 horas, o que significa uma inversão do fluxo, que passa a ser do aquífero para o rio. Assim, observando o gradiente hidráulico entre rio e aquífero na figura 7, nota-se que, quando ocorre a inversão do

gradiente hidráulico ( $t=150$  horas), o fluxo entre eles não inverte instantaneamente, mas apresenta um atraso que, neste caso, é de cerca de  $226 - 150 = 76$  horas. Isto se deve à inércia do meio poroso, que apresenta uma escala de tempo diferente da escala do rio. Em cerca de 394 horas o fluxo no sentido aquífero-rio atinge seu valor máximo, em torno de  $1,18 \text{ m}^3/\text{h}$  para 250 m de comprimento de rio. A partir desse tempo, a curva do fluxo apresenta uma

suave estabilização e em seguida um início de declínio. Caso o tempo de experimento fosse prolongado, certamente iria se observar um declínio da curva de fluxo até próximo do valor zero, que representa o ponto de equilíbrio. Comparando com a simulação MODFLOW, verifica-se que todas as duas curvas apresentam praticamente a mesma tendência, sendo observada uma diferença constante de cerca de  $1 \text{ m}^3/\text{h}$  por 250 m de rio. No programa MODFLOW é estimado uma inversão do fluxo rio-aquífero para o tempo de 210 horas. A magnitude do fluxo no sentido aquífero-rio não é prevista pelo MODFLOW, sendo adotado pelo próprio programa o valor zero para fluxos neste sentido.

Na figura 9a é apresentado o volume total de água armazenado no aquífero, em  $\text{m}^3/\text{h}$ , para 250 m de comprimento de rio, no período das primeiras 24 horas, calculado apenas pelo STLK1. Inicialmente o volume armazenado é próximo de zero, e ao final de 24 horas tem-se um volume armazenado no aquífero de  $98 \text{ m}^3$ . A partir do tempo de 8 horas o gradiente da curva diminui, o que significa uma diminuição no fluxo rio-aquífero.

O volume de água armazenado no aquífero para o período total do experimento, ou seja, 410 horas, é mostrado na figura 9b. O volume máximo armazenado é de  $330 \text{ m}^3$  (para 250 m de comprimento de rio), e ocorre no tempo de 226 horas. Esse tempo coincide com o tempo em que o fluxo passa a ser do aquífero para o rio. A partir daí, a curva descreve uma trajetória parabólica descendente, atingindo, no tempo final, um volume armazenado de  $192 \text{ m}^3$  (para cada trecho de 250 m de rio).

Foram também realizadas simulações numéricas com objetivo de analisar a sensibilidade do modelo às variações na condutividade hidráulica do aquífero, no passo computacional e na inclusão da evapotranspiração. Os resultados obtidos foram próximos e coerentes com os resultados apresentados anteriormente.

## CONCLUSÕES

Na análise da interação rio-aquífero, constatou-se que a observação de piezômetros localizados em camadas menos profundas é fundamental na avaliação de escoamentos em aquíferos supostos semiconfinados. Foi observado um atraso no valor de pico, com relação ao valor do nível do rio, de 4 horas, para o poço, e de 22 e 45

horas para os piezômetros 1 e 2, respectivamente. Esses tempos são coerentes, considerando a camada semi-argilosa e a distância do poço e piezômetros à margem do rio. Após a passagem de uma onda de cheia, o nível do poço demorou cerca de 180 horas para ultrapassar o nível do rio. Após o tempo total do experimento de 410 horas, os níveis do poço e do piezômetro 1 estavam acima dos níveis do rio e do piezômetro 2, que eram praticamente coincidentes. Assim, verificou-se que, para uma liberação de água do açude para o rio de apenas oito horas, o sistema rio-aquífero pode demorar mais de 17 dias para retornar ao equilíbrio das cargas hidráulicas.

A calibração do modelo analítico exigiu diversas simulações para ajuste das curvas de carga hidráulica. Os resultados obtidos foram bons, com um ótimo ajuste das curvas e com a determinação de propriedades hidrogeológicas do aquífero e do leito do rio. A simulação numérica do fluxo de água no sistema indicou um fluxo no sentido rio-aquífero para todo o período das 24 horas. Somente após cerca de 226 horas o fluxo passou a ser do aquífero para o rio. O valor máximo encontrado foi de  $9 \text{ m}^3/\text{h}$  para cada 250 m de comprimento de rio, ou seja,  $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$  para cada km de rio. Este valor é equivalente a uma perda de 3%, no pico, para uma vazão da ordem de  $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ . Este resultado é bastante coerente com os obtidos por Jordan (1977) e Walters (1990), que determinaram as perdas em trânsito pelo balanço de massa para rios em regime transiente como sendo, respectivamente, um valor médio de 1,25% e 2,37% da vazão, para cada km de rio.

A simulação numérica do volume de água armazenado no aquífero apresentou um valor máximo acumulado na margem de cerca de  $330 \text{ m}^3$  para cada 250 m de trecho de rio. Assim, para cerca de 4 km de rio, valor para o local experimental, o volume armazenado no aquífero, após um pouco mais de 8 dias, é de  $5280 \text{ m}^3$ , considerando oito horas de abertura máxima da válvula da tomada d'água. Esse valor é compatível com o total liberado,  $7053 \text{ m}^3$ , levando-se em conta às restrições do programa computacional e às diversas outras perdas que acontecem ao longo do leito do rio. Ademais, esse resultado é bastante útil na recarga artificial do aquífero, objeto de interesse da Comunidade do Forquilha.

Julgando pelo ajuste das cargas no aquífero calculadas às cargas medidas, a comparação dos resultados do programa STLK1 com os do programa MODFLOW indicou uma pequena superioridade do primeiro. Isso se deve ao uso de uma solução

analítica pelo programa STLK1, enquanto o MODFLOW utiliza uma solução baseada em diferenças finitas, além de o MODFLOW ser mais apropriado para regime permanente. Entretanto, a superioridade do programa MODFLOW para problemas complexos é indiscutível.

Dessa forma, conclui-se que o programa computacional STLK1, apesar da sua simplicidade, é bastante eficaz na análise da interação rio-aquífero, podendo ser estendido seu uso para outros rios do Semi-Árido Brasileiro.

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, por conceder uma bolsa de Mestrado ao primeiro autor para realização da presente pesquisa.

## REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, J.C. *Avaliação de perdas de água em trânsito em rios do Semi-árido*. Relatório Técnico, FUNCEME. Fortaleza, março - 2002.
- ARAÚJO, J.C.; RIBEIRO, A.L. *Avaliação de perda d'água em rios no Semi-Árido*. Terceiro Seminário de Recursos Hídricos do Nordeste, Salvador - BA, 1996.
- BARLOW, P.M.; MOENCH, A.F. *Analytical solutions and computer programs for hydraulic interaction of stream-aquifer systems*. US Geological Survey, Open-File Report 98-415A, pp. 85. 1998.
- BURTE, J.; SCHRADER, G.O. *Relatório parcial das atividades - Projeto Pingo D'água*, Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Julho - 1998.
- BURTE, J.; SCHRADER, G.O. *Relatório parcial das atividades - Projeto Pingo D'água*, Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Julho - 1999.
- BURTE, J. *Relatório preliminar - Projeto Pingo D'água*, Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Setembro - 2002.
- DeSIMONE, L.A.; BARLOW, P.M. *Use of computer programs STLK1 and STWT1 for analysis of stream-aquifer hydraulic interaction*. US Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 98-4212, pp. 61. 1998.
- GOMES, C.C. *Modelagem Matemática para Estudo de Comportamento de Aquífero Aluvial Represado por Barragem Subterrânea*. Dissertação de Mestrado, Depto. de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 1990.
- HALL, F.R.; MOENCH, A.F. *Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships*. Water Resources Research, v. 8, n.2, p. 487-493. 1972.
- HANTUSH, M.S. *Wells near streams with semipervious beds*. Journal of Geophysical Research, v. 70, no. 12, p. 2829 - 2838. 1965.
- ILLANGASEKARE, T.; MOREL-SEYTOUX, H.J. *Stream-aquifer influence coefficients as tools for simulation and management*. Water Resources Research, v. 18, n. 1, p. 168-176. 1982.
- JORDAN, P.R. *Stream-flow transmission losses in Western Kansas*. Journal of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineers, 103 (HY8), p. 905-919. 1977.
- LANE, L.J. *Transmission losses*. United States Department of Agriculture, Washington, D.C. 1983.
- LIMA, C.H.R. *Estudo da interação rio-aquífero para regime transiente por meio de um modelo analítico*. Dissertação de Mestrado, Depto. de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2004.
- MENDONÇA, L.A.R. *Comunicação Pessoal*. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza-CE. 2003.
- McDONALD, M.G.; HARBAUGH, A.W. *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*. Water-resources investigations, Book 6, U.S.G.S., Federal Ctr., Denver, Co., 1988.
- MOENCH, A.F.; KISIEL, C.C. *Application of the convolution relation to estimating recharge from an ephemeral stream*. Water Resources Research, v. 6, n. 04, p. 1087-1094. 1970.
- NEUMAN, S.P. *Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table*. Water Resources Research, v. 8, n. 4, p. 1031-1045. 1972.
- NEUMAN, S.P. *Delayed drainage in a stream-aquifer system*. Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, v. 107, n.1R 4, p. 407-410. 1981.
- RÊGO, T.C.C.C. *Simulação de Perda D'Água em Trânsito na Bacia do Rio Jaguaribe*. Dissertação de Mestrado, Depto. de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2001.
- ROWE, P.P. *An equation for estimating transmissibility and coefficient of storage from river-level fluctuations*. Journal of Geophysical Research, v. 65, n. 10, p. 3419-3424. 1960.
- WALTERS, M.O. *Transmission losses in arid regions*. Journal of Hydraulic Engineering, 116 (1), p. 129-139. 1990.
- WORKMAN, S.R.; SERRANO, S.E.; LIBERTY, K. *Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction*. Journal of Hydrology, 200, p. 149-163. 1997.
- XI CHEN; XUNHONG CHEN. *Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-*

*stage fluctuations*. Journal of Hydrology, 280, p. 246-264. 2003.

ZHANG, W.Z. *Transient groundwater flow in an aquifer-aquitard system in response to water level changes in rivers or canals*. Journal of Hydrology, 133, p. 233-257. 1992.

### ***Evaluation of Stream-Aquifer Interaction Using Experimental Data and an Analytical Model***

#### **ABSTRACT**

*An experimental and theoretical study of stream-aquifer interaction was performed. The experiment consisted of a water pulse release from a reservoir and the measurement of the stream level and groundwater level to determine the hydraulic gradient. The theoretical study is an analysis of stream-aquifer interaction by means of a computer program called STLK1 developed by DeSimone e Barlow / USGS. This program uses Laplace Transform and Convolution Integrals to solve the equations that govern the stream-aquifer system. The analytical model is used to estimate hydraulic properties of the aquifer, the aquitard, and stream bank, to evaluate hydrologic conditions in the aquifer, and to estimate seepage rates in the stream-aquifer system and bank storage resulting from the flood wave. The results for water levels and seepage rates are compared to results obtained by simulation with the MODFLOW computer program. This analysis demonstrates the applicability of the STLK1 program and improves understanding of stream-aquifer interaction dynamics in the Brazilian Semi-Arid.*

*Key-words: Stream-aquifer interaction; analytical model; hydraulic gradient.*